مجلّهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، سال سیزدهم، شمارهٔ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹٤، شمارهٔ پیاپی ۲۵

تغییر اقلیم در ایران با رویکرد سینوپتیک

رضا دوستان (استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران، نویسندهٔ مسؤول)
doostan@um.ac.ir
بهلول علیجانی (استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران)
bralijani@gmail.com

صص ۱۱۳-۸۹

چکیده

اهداف: تغییر اقلیم به افزایش و یا کاهش جهت‌دار میانگین پارامترهای اقلیمی در یک دورهٔ طولانی‌مدت گفته می‌شود. تغییر پارامترهای اقلیمی سطحی با تغییر الگوهای جوی مرتبط است. شناخت تغییر اقلیم ایران با شاخص‌های مهم جوّی، هدف مطالعه است.

روش: برای تعیین شاخص‌های اقلیمی ایران، پنجرهٔ جغرافیایی مناسب با عرض ۱۰ تا۷۰ درجهٔ شمالی و طول ۱۰ تا ۸۰ درجهٔ شرقی تعیین شد. داده‌های روزانهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل متر تراز ۵۰۰ ه.پ. دورهٔ سرد از ۱۹٤۸ تا ۲۰۱۰ از مراکز ملّی پیش‌بینی محیطی و تحقیقات اتمسفری استفاده شد. روش تحلیل مؤلفهٔ اصلی و باکس جنکینز[۱] به ترتیب برای تعیین شاخص اقلیمی و تحلیل سری زمانی این شاخص‌ها استفاده شد.

یافته‌ها/ نتایج: نتایج تحقیق نشان داد شاخص‌های اقلیمی دورهٔ سرد ایران به ترتیب در منطقهٔ آسیای مرکزی، اروپای شرقی و اروپای غربی استقرار دارند. این مراکز با آرایش خاصّ الگوهای جوی، اقلیم دورهٔ سرد ایران را کنترل می‌کنند. سری زمانی روزانه و سالانهٔ این مراکز تغییر معنی‌داری ندارند و نوسان با افزایش و کاهش حول میانگین را نشان می‌دهند. بهترین مدل برای پیش‌بینی سری‌های زمانی، مدل اتورگرسیو[۲] (AR) است و سری‌های پیش‌بینی با سری‌های اوّلیهٔ شاخص‌ها با این مدل بیشترین هماهنگی را دارند. امروزه مدل‌های اقلیمی، نقش انسان در تغییر اقلیم سطحی را غالب می‌دانند.

کلیدواژه‌ها: تغییر اقلیم، شاخص اقلیمی، الگوی جو، مدل باکس جنکینز.

---

1. Box Jenkins
2. Autoregressive model

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۸/۲۵ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۲/۲٦

۱. مقدمه

تغییر اقلیم به تغییر جهت‌دار افزایشی و یا کاهشی در میانگین عناصر اقلیمی در یک دورهٔ طولانی بیش از ۳۰ سال گفته می‌شود (سازمان هواشناسی جهانی[1]). امروزه تغییر اقلیم به یکی از دغدغه های انسان تبدیل شده و مجامع علمی جهانی در این زمینه به مطالعه و بررسی پیامدهای ناشی از این پدیده می‌پردازند. دمای کرهٔ زمین در صد سال اخیر روند افزایشی بی-سابقه‌ای را نشان می‌دهد و مدل‌ها از افزایش ۰/۷ درجهٔ سانتی‌گراد دمای سالیانهٔ کرهٔ زمین حکایت دارند. پیامد روند افزایش دمای کرهٔ زمین، افزایش دمای اقیانوس‌ها در ٤٠ سال اخیر، عقب‌نشینی کلاهک‌های یخی، افزایش سطح آب اقیانوس‌ها، کاهش منابع آبی در قاره‌ها و افزایش رخدادهای اقلیمی از جمله خشک‌سالی، سیلاب، آتش‌سوزی، بارش شدید، بارندگی اسیدی، هاریکن (سیکلون حاره‌ای) و غیره است (هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم[2]، ۲۰۰۱). مدل‌ها افزایش عنصر مهم اقلیمی برای تغییر اقلیم و دمای هوا را نشان می‌دهند (سرز[3] و همکاران، ۲۰۰۰، ص. ۱۵۹). با توجّه به اهمیّت این موضوع، از گذشته تاکنون محققان و خصوصاً علوم مرتبط با جو در پی شناخت تغییرات اقلیمی بوده‌اند. برای شناسایی تغییر اقلیم، سری زمانی طولانی از داده‌های اقلیمی مورد نیازاست؛ بنابراین بخش عمده‌ای از مطالعات با دادهٔ سطحی ایستگاه، تغییرات سری زمانی عناصر جوی از جمله: بارندگی، دما، فشار، رطوبت و غیره مطالعه شد و تغییرات اقلیمی با روند مثبت و منفی در این سری‌ها را نشان دادند. مطالعات نشان داد، عناصر جوی تحت تأثیر گرمایش زمین، گاز گل‌خانه‌ای، پدیده‌های سطحی (افزایش دمای اقیانوس و سطح زمین)، شهرنشینی و جزایر حرارتی در شهرها است (بنگال[4]، بیتان، مانز و آلپرت، ۲۰۰۱، ص. ٣٦٣ ؛ یو[5] و همکاران، ۲۰۰۹، ص. ۲۳۹۹). بنابراین نقش انسان در بخش عمده‌ای از تغییرات سری زمانی عناصر سطحی غالب بوده و شناسایی تغییر اقلیم در این ناحیه را با تردید همراه می‌سازد. در این بخش از مطالعات، مسألهٔ تغییر اقلیم همچنان به‌عنوان

1.World Meteorological Organisation (WMO)
2. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)
3. Serrez, & et al.
4. Ben-gal, Bitan, Manes & Alpert
5. You & et al

موضوع قابل بحث و تردید باز است؛ بنابراین شناخت تغییر اقلیم در مکانی دور از دسترس بشر و پدیده‌های سطحی به واقعیت نزدیک‌تر است و تغییرات طبیعی اقلیم را منعکس می‌کند. از طرفی اقلیم‌شناسی همدید، تغییر عناصر سطح زمین را در ارتباط مستقیم با تعییر الگوهای جوی دانسته، این الگوها، هوا و اقلیم سطح زمین را تعیین می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۵، ص. ۱۰). طبیعتاً سطوح بالای جو کمتر از اثرات انسانی تأثیر می‌پذیرند و عمدتاً عوامل دینامیکی و گردش اتمسفری نقش عمده را دارند. در حالی‌که الگوهای فشار در نزدیک سطح زمین از اثرات رطوبتی و حرارتی سطح زمین تأثیر می‌پذیرند و طبیعتاً تغییر اقلیم را با تردید همراه می‌سازند (لولیس[1]، ۲۰۰۷، ص. ۳٦۱). بنابراین شناخت تغییر اقلیم با شناخت تغییر در الگوهای سطوح جوی هدف اقلیم‌شناسی سینوپتیک بوده و به واقعیت نزدیکتر است (یارنال[2]، ۱۹۹۳، ص. ۱۵). ورود امواج بادهای غربی و ناپایداری با پاییز و دورهٔ سرد در ایران همراه است و مطالعهٔ تغییر در اقلیم ایران با الگوهای سینوپتیکی دورهٔ سرد و نقش کمتر پدیده‌های سطحی و تابش، اهمیّت و ضرورت دارد. در سال‌های اخیر وقوع پدیده‌های محیطی و اقلیمی کرهٔ زمین و ایران از جمله: خشک‌سالی، سیلاب، آتش‌سوزی، امواج سرمایی، امواج گرمایی و غیره افزایش داشته است. امروزه این پدیده‌های ذاتی اقلیم با نام مخاطرهٔ اقلیمی، مدیران و برنامه‌ریزان را با مشکل رویرو ساخته است؛ بنابراین شناسایی تغییر اقلیم در شاخص‌های اقلیمی و الگوهای گردشی و پیش‌بینی رفتار این شاخص‌ها، مدیران و برنامه‌ریزان را در مدیریت ریسک رخدادهای اقلیمی کمک می‌کند. از گذشته تاکنون مطالعات زیادی در اقلیم‌شناسی به شناخت تغییر در شاخص‌های اقلیمی، الگوهای جوی و تبیین تغییر اقلیم در ترازهای جوی مختلف می‌پردازند. از آن جمله تغییر در شاخص‌های اقلیمی، روند مثبت نوسان اطلس شمالی از ۱۹۷۹-۱۹۸۹ (موت[3]، ۱۹۹۸، ص. ۱۱۱)، روند افزایشی دهه‌های اخیر نوسان اطلس شمالی و مراکز فعالیّت نیمکرهٔ شمالی (استرمیر[4] و والاس، ۲۰۰۳، ص. ۳۳٦)، روند مثبت شاخص نوسان

1. Lolis
2. Yarnal
3. Mote
4. Ostermeier & Wallace

مدیترانه[1]و روند منفی گردش نصف‌النهاری مدیترانه[2]و عدم روند در جت اطلس شرقی[3] از اواخر دههٔ ۱۹۸۰ (دونکلوه[4]، ۲۰۰۳، ص. ۱۸٤۳)، جابه‌جایی کانون غربی و شرقی شاخص آسیایی تابستانه[5]به شمال غربی و جنوب غربی و کاهش قدرت آن‌ها بعد از ۱۹۷۰ (وو[6]، ۲۰۰۲، ص. ۱۸۷۹)، تغییرات الگوهای جوی در ایران با دادهٔ ماهانه و میانگین نصف‌النهاری تراز ۵۰۰ ه.پ. در مراکز عمدهٔ جو، شامل مدیترانه، سیبری، دریای سیاه، جنوب ایران و شمال دریای خزر با شناخت تغییر در ناوه و پشتهٔ بادهای غربی (علیجانی[7]، ۲۰۰۲، ص. ٤۱)، روند مثبت نوسان قطبی و نوسان اطلس شمالی در دهه‌های اخیر (ریوس[8]، هنس و پایس، ۲۰۰٤، ص. ٦٤۳)، روند مثبت شاخص اطلس شرقی-روسیه غربی[9]، کاهش فشار کانون پرفشار سیبری بعد از ۱۹۷۰ (پاناتوپولوس[10]، شاگدانو، هاناچی و استفنسون، ۲۰۰۵، ص. ۱٤۱۱)، جابه‌جایی مکانی شاخص مدیترانهٔ شرقی با افزایش دمای ۲/۳ و۳/۳ درجهٔ سلسیوس به ترتیب به شمال شرقی و جنوب شرقی تا ۱۰ درجه (هاتزاکی[11]، فلوکاس، آسیماکپلوس، جیاناکپلوس، ۲۰۰۷، ص. ۷۲۷)، روند منفی زمستانهٔ نوسان اطلس شمالی، افزایش آنتی‌سیکلون و کاهش سیکلون اروپا از ۱۹٦۰ تا اوایل۱۹۹۰ در ارتباط با شدت جریان مداری(شاخص مثبت)، افزایش تداوم الگوهای فشار و قوی‌تر شدن مانع‌ها در دههٔ ۱۹۹۰ با روند افزایشی آنتی-سیکلون‌های تابستان (کاسلی[12] و هوس، ۲۰۰٦، ص. ۱۹)، روند مثبت ٤۰ سال اخیر در زمستان و بهار نوسان اطلس شمالی و کانون آزور برای تراز ۵۰۰ ه.پ. در اروپا (کاستی[13]، ۲۰۰۷، ص.

---

1. Mediterranean Oscillation (MO)
2. Mediterranean Meridional Circulation (MMC)
3. East Atlantic jet (EA, jet)
4. Dunkeloh
5. the Midd-Latitud Asia Summer (MAS)
6. Wu
7. Alijani
8. Rauthe, Hense & Paeth
9. East Atlantic-West Russia (EA-WR)
10. Panagiotopoulos, Shahgedanova, Hannachi & Stephenson
11. Hatzaki, Flocas, Asimakopoulos , Gianakopoulos
12. kysely & Coauthors
13. Casty

۷۹۱)، روند افزایش مانع[1] در اروپای مرکزی و غربی (دموزر[2]، ورنر، وان لیپزیک و روکنر، ۲۰۰۹، ص. ۱۷۹٦). برخی مطالعات تغییرات را در الگوهای جوی و سطح زمین بررسی کردند، از جمله: تغییر الگوهای جو تراز ۵۰۰ ه.پ. نیمکرهٔ جنوبی برای دورهٔ ۱۹۷۸–۱۹۷۲ و تغییر معنی‌دار ارتفاع در قطب جنوب نسبت به دورهٔ قبل (ترنبرس[3]، ۱۹۷۹، ص. ۱۵۱۵)، تغییر ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ. و ضخامت لایهٔ ۷۰۰ تا۵۰۰ و۵۰۰ تا۳۰۰ ه.پ. نیمکرهٔ شمالی و تعیین روند خطی دادهٔ ماهانه از ۱۹۷۸–۱۹۵۱ با پیامد سرمایش زمستان اطلس شمالی و گرمایش آسیا (ریتر[4]، ۱۹۸۱، ص. ۵۲۸)، تغییر زمانی ناهنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ و جابه‌جایی مکانی سریع امواج کوتاه به شرق (٦–۲روزه)، جابه‌جایی زیاد امواج رزبای (۳۰–۱۰) و تغییر کم امواج بلند (بزرگتر از ۳۰) با روش خودهمبستگی (بلکمون[5]، لی، والاس و اچ سو، ۱۹۸٤، ص. ۹۸۱)، روند افزایشی الگوهای مانع، آنتی‌سیکلون و روند کاهشی الگوهای سیکلونی تراز ۵۰۰ ه.پ. زمستان از ۱۹۹٤–۱۹۵۸ در اروپا (اکسپلاکی[6]، لوترباچر، بورکارد، پارتیکاس و ماهراس، ۲۰۰۰، ص. ۱۲۹)، قوی‌تر شدن ورتکس قطبی در نیمکرهٔ جنوبی با دادهٔ روزانهٔ ارتفاع ۵۰ و۵۰۰ ه.پ. از ۲۰۰۱–۱۹۸۵ (رنویک[7]، ۲۰۰٤، ص. ۱)، افزایش معنی‌دار وقوع ناوهٔ دریای سرخ بعد ۱۹٦۰ با فراوانی وقوع سالانه ۵۰ به ۱۰۰ و کاهش سیکلون‌های قبرس بعد ۱۹۸۳ در مدیترانهٔ شرقی (آلپرت[8]، ۲۰۰٤، ص. ۱۰۰۱)، تغییرات سالانهٔ معنی‌دار الگوی جوی، رطوبت و دمای تروپوسفر میانی و پایینی از ۲۰۰٦–۱۹٤۸ (لولیس[9]، ۲۰۰۷، ص. ۳٦۱)، عدم تغییر معنی-دار مانع تراز ۵۰۰ ه.پ. در بالاتر از مدار ۲۰ درجه، شمال دریاچهٔ آرال– سیبری غربی، اسکاندیناوی و اطلس مرکزی در زمستان و شمال دریاچهٔ آرال، کارولینا، اطلس شرقی

1. Blocking
2. Demuzere, Werner, Van Lipzig, Roeckner
3. Trenberth
4. Reiter
5. Blackmon, Lee, Wallace, Hsu
6. Xoplaki, Luterbacher, Burkard, Partikas, Maheras
7. Renwick
8. Alpert
9. Lolies

(اسکاندیناوی)، گرینلند، مرکز اطلس شمالی، شمال آفریقا و خلیج فارس در تابستان (باردین[1]، ۲۰۰۷، ص. ۷۵)، روند غیرمعنی‌دار فصلی و سالانهٔ مانع و سردچال در اروپا از ۱۹۹۸– ۱۹۵۸ (نیتو[2]و همکاران، ۲۰۰۷، ص. ۸۵)، روند مثبت معنی‌دار الگوی ژانویهٔ ارتفاع ماهانه ۵۰۰ ه.پ. از ۲۰۰۵– ۱۹٤۸ در کرهٔ زمین و روند منفی معنی‌دار ژوئیهٔ مناطق حاره با روش خودهمبستگی(دینگ[3]، وان و رن، ۲۰۰۸، ص. ۱)، کاهش فراوانی وقوع سردچال تراز ۵۰۰ ه.پ. شرق دریاچهٔ بایکال تا شمال شرقی چین از ۲۰۰۵–۱۹۷۹ (زهانگ[4]، ۲۰۰۸، ص. ۲۹۱) می‌باشند. سری زمانی شاخص‌ها، شناخت تغییرات و پیش‌بینی با مدل‌های آماری استفاده می-شود که ساده‌ترین آن‌ها مدل رگرسیون تا مدل پیشرفتهٔ باکس جنکیز است. مدل‌های باکس جنکینز برای تحلیل سری زمانی و پیش‌بینی آماری استفاده می‌شوند. از آن‌جمله: برازش مدل آتورگرسیو مرتبهٔ یک به سری زمانی ماکزیمم دمای زمستان در ۳۰ ایستگاه کانادا (گان[5]، ۱۹۹۵، ص. ۸٤۷)، برازش مدل اتورگرسیو مرتبهٔ ٤ و۵ به سری زمانی بارندگی و دمای کشور پرتغال ۱۹۹٤–۱۸۵٦ (لیت[6]، پیکستو، ۱۹۹٦، ص. ۱۱٦۵)، مدل اتورگرسیو مرتبهٔ دوم به سری زمانی فصلی فشار زمستان در خلیج هرن انگلستان (ال آوادهی[7] و ژولیف، ۱۹۹۸، ص. ٤٤۳)، پیش‌بینی گرمایش جهانی با مدل آریما با سری زمانی دما (رومیلی[8]، ۱۹۹۳، ص. ٦۱ و وودوارد[9] و گری، ۱۹۹۳، ص. ۹۵۳)، مدل‌سازی و پیش‌بینی با مدل اتورگرسیو مرتبهٔ ۲ به سری زمانی موج شدید گرمایی و دمای حداکثر تابستان در روسیه (اونکاسویک[10]، توسیک، ۲۰۰۹، ص. ۱۷)، ناحیه‌بندی با خودهمبستگی مدل باکس جنکینز و تشخیص رفتار فصلی سری بارندگی ۲۸ ایستگاه از ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۰ (سلطانی، مدرس و اسلامیان، ۲۰۰۷، ص. ۸۱۹)، تفاضل‌گیری مرتبهٔ

1. Bardin
2. Nieto & et al
3. Ding,Wang & Ren
4. Zhang
5.Gan
6. Leite, Peixoto
7. Al-Awadhi & Jolliffe
8. Romily
9. Woodvard & Gray
10. Unkasevic & Tosic

اوّل سری ایستا و مدل آریما (۲،۱،۰) به سری دمای سالانهٔ تبریز برای دورهٔ ۵۵ ساله (۲۰۰۵–۱۹۵۱) و پیش‌بینی تغییرات سری در۲۰ سال آینده (عساکره، ۱۳۸۸، ص. ۳)، برازش مدل آریمای فصلی به سری زمانی دما و بارش ایران از ۱۹۹۵–۱۹٦٦ و مدل‌سازی روند کاهشی و افزایشی عناصر (جهانبخش و ترابی، ۱۳۸۳، ص. ۱)، عدم تغییر معنی‌دار و نوسان ماهانهٔ دما و رطوبت و مدل‌سازی تغییرات در سری با مدل‌های باکس جنکینز از ۲۰۰–۱۹۵۱ در غرب ایران (عزیزی، شمسی‌پور و یاراحمدی، ۱۳۷۸، ص. ۱۹)، می‌باشند. در ادامهٔ تحقیقات گذشته، هدف این مطالعه شناخت تغییر در اقلیم ایران در ارتباط با عامل مستقیم (هدف علم اقلیم‌شناسی سینوپتیک)، شاخص‌های جوی کنترل‌کنندهٔ اقلیم ایران در سطوح میانی است.

۲. روش‌شناسی

تغییر در الگوی فشار نیمهٔ سرد سال سبب تغییر در اقلیم سطح زمین می‌شود و شناسایی تغییرات در این الگوهای جو، وجود تغییر اقلیم در ایران را آشکار می‌کند. به این ترتیب در راستای هدف تحقیق دادهٔ مورد نیاز و روش کمّی به شرح زیر استفاده شد. مراکز مهم جوی (شاخص‌های اقلیمی) دورهٔ سرد سال در مقالهٔ قبلی(علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ص. ۲۵۵)، با داده‌های روزانهٔ بازسازی ارتفاع ژئوپتانسیل متر تراز۵۰۰ ه.پ. از ۱۹٤۸ تا۲۰۱۰ برای پاییز(سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و زمستان (دسامبر، ژانویه، فوریه) از پایگاه داده‌های مراکز ملّی پیش‌بینی محیطی و تحقیقات اتمسفری[1]با تفکیک ۲/۵ درجه برای محدودهٔ جغرافیایی۱۰ تا ۷۰ درجهٔ شمالی و ۱۰ تا ۸۰ درجهٔ شرقی(۷۲۵ سلول) و با استفاده از روش تحلیل مؤلفهٔ اصلی تعیین شد (شکل ۱). در ادامه به منظور بررسی تغییرات هرکدام از کانون‌های عمدهٔ فعالیّت، نمرات عاملی یا سری زمانی هرکدام از مراکز فعالیّت در تراز۵۰۰ ه.پ. به صورت سالانه ترسیم شد که شامل سری زمانی با ٦۳ میانگین برای فصل پاییز و ٦۳ میانگین برای فصل زمستان است، البتّه سری‌های زمانی روزانه، میانگین پنج روزه و ماهانه نیز در طول دورهٔ مورد مطالعه بررسی شد. نام هرکدام از مراکز فعالیّت در بالای نمودار سری زمانی

1. National Centers for Environmental Prediction- National Center Atmospheric Research(NCEP-NCAR)

مربوط به هر شاخص مشخّص شد؛ بنابراین این نمودارها تغییرات زمانی هر کدام از مراکز فعالیّت در طی دورهٔ مورد مطالعه را نشان می‌دهند. در مرحلهٔ بعد برای بررسی روند در سری‌های زمانی از مدل‌های باکس- جنکینز استفاده شد. این مدل‌ها برعکس مدل‌های رگرسیون، زمان را ثابت (اثر افزایش زمان با داده) و تغییرات را در خود داده‌های اقلیمی با خودهمبستگی سری، مدل‌سازی می‌کنند. فرض پایه‌ای در تحلیل سری زمانی و مدل این است که بخش‌هایی یا ویژگی‌های از الگوی گذشته سری در آینده ادامه پیدا خواهند کرد. مدل‌های باکس- جنکینز شامل مجموعه‌ای از مدل‌های آریما است. این مدل‌ها با استفاده از خودهمبستگی در سری زمانی، رفتار بخش‌های مختلف سری را شناسایی و مدل‌سازی می‌کنند (کاتز[1] و ساچز، ۱۹۸۱، ص. ٤۷۹). مدل‌های باکس جنکینز عمدتاً شامل سه مرحلهٔ شناسایی پارامترهای مدل، تخمین و سنجش اعتبار مدل است. در مرحلهٔ شناسایی با استفاده از شکل اوّلیهٔ سری زمانی، وجود روند در میانگین و واریانس، ایستا یا ناایستایی سری مشخّص می‌شود. با فرض وجود روند در سری به ترتیب ابتدا واریانس و بعد میانگین با استفاده از تفاضل‌گیری و تبدیلات لگاریتمی از سری حذف می‌شود (ایستایی سری). در مرحلهٔ بعد با استفاده از خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی، مرتبهٔ پارامترهای p و q و در فصلی‌ها P و Q تعیین می‌شود. در مرحلهٔ تخمین، مدل مناسب با استفاده از خطای کمترین مربعات یا معیارآکائیک (AIC) تعیین و در مرحلهٔ آخر با روش‌های مختلف بهترین مدل به داده برازش داده می‌شود. آزمون کردن مدل با استفاده از انطباق مدل به سری زمانی و تصادفی بودن سری باقیمانده‌ها (استقلال باقیمانده‌ها) انجام می‌شود. سری زمانی شامل چند بخش است.

$$Y_t = T_t + S_t + E_t \qquad\qquad Y_t = T_t \times S_t \times E_t$$

Y_t = سری زمانی اوّلیه T_t = مولفهٔ روند S_t = مولفهٔ فصلی E_t = مولفهٔ غیرطبیعی یا خطا

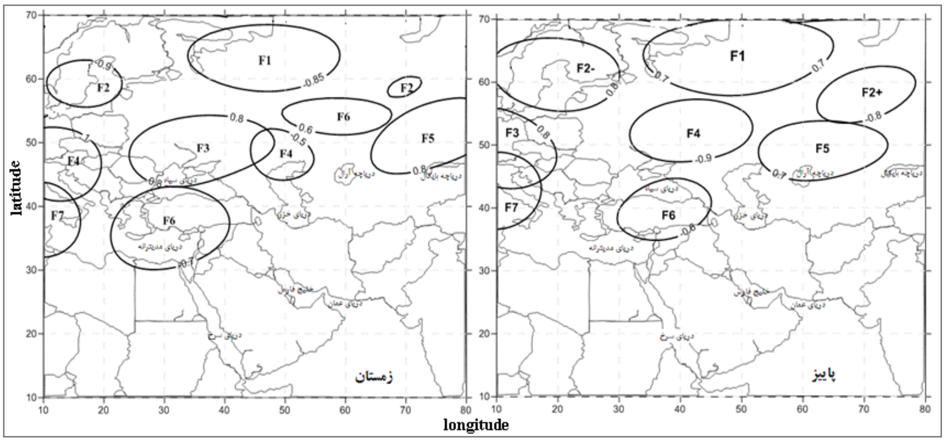
1. Katz & Skagges

لازم به ذکر است در این مطالعه، همهٔ سری‌های زمانی روزانه بررسی شد. به منظـور دقّـت بیشتر در تعیین روند در سری زمانی و برازش مدل خودهمبستگی بـه سـری، میـانگین سـالانهٔ شاخص‌ها برای دو فصل پـاییز و زمسـتان در تـراز ۵۰۰ ه.پ. در دورهٔ مـورد مطالعـه (۲۰۱۰–۱۹٤۸) تهیّه شد. سری زمانی برای هر فصل شامل ٦۳ میانگین برای فصـل پـاییز و٦۳ میـانگین برای فصل زمستان است. تغییرات در هرکدام از سری‌ها در طول زمان تعیین شد. بـا توجّـه بـه این سری زمانی نمرات عاملی مؤلفه‌های اصلی (۷ عامل) تراز ۵۰۰ ه.پ. برای دو فصل پاییز و زمستان آماده شد. در همهٔ سری های زمانی، تفاضـل‌گیـری مرتبـهٔ اوّل انجـام و بـا اسـتفاده از خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی هر کدام از سری‌ها، مرتبـهٔ پارامترهـای مـدل مشـخّص شد. بعد از این مرحله، با برازش دادن مدل‌های آریمای احتمـالی شـامل اتورگرسـیو، میـانگین متحرّک، تلفیق اتورگرسیو و میانگین متحرّک و مقدار آکائیک که تابعی از واریانس باقیمانده‌هـا است، بهترین مدل با مقدار آکائیک کمتر انتخاب شد. در مرحلهٔ بعد با استفاده از برازش سـری زمانی مدل به سری داده‌های اوّلیه، صحّت و اعتبار مدل تعیین شد. با توجّه به این مراحل مـدل بهینه برای پیش‌بینی تغبیرات در هرکـدام از سـری‌هـای زمـانی شناسـایی شـد. در آخـر، مـدل احتمالی هر سری زمانی با توجّه به خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی آزمایش شد.

۳. یافته‌های تحقیق

الگوهای فشار اتمسفر بالا، نوع شرایط جوّی و اقلیمی سطح زمین را تعیین می‌کنند؛ بنابراین تغییر الگوهای فشار در سطوح بالای جو، تغییرات عناصر اقلیم سطح زمین را به همراه دارد. الگوهای فشار در سطوح بالای جوی با داده‌های درازمدت در مناطقی از کرهٔ زمین تکرار و تغییرات هماهنگی دارند. این محدودهٔ فضایی به مراکز فعالیّت[1]یا شاخص اقلیمی معروف هستند که شرایط اقلیمی را در محدوده‌های منطقه‌ای، محلّی و یا فاصله‌های دورتر کنترل می-کنند و تغییرات در این شاخص‌ها، تغییرات در اقلیم منطقه‌ای و محلّی را به دنبال دارد (علیجانی، ۱۳۸۵).

1. Action Centers

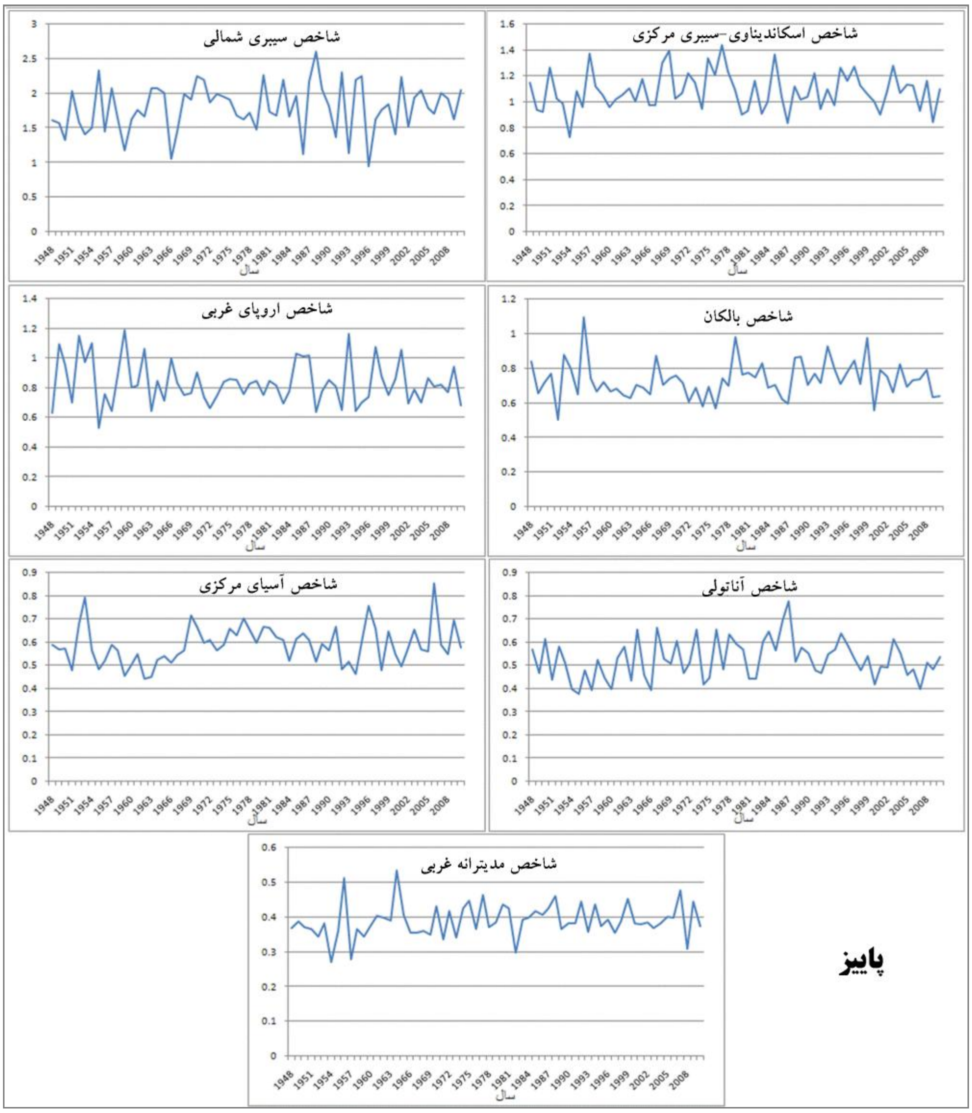


شکل ۱- شاخص‌های اقلیمی دورهٔ سرد ایران

مأخذ: دوستان و علیجانی،۱۳۹۱

نتایج مراکز فعالیّت کنترل‌کنندهٔ اقلیم ایران نشان داد (شکل ۱)، در فصل پاییز محلّ استقرار این کانون‌ها در اروپای غربی تا مدیترانهٔ غربی، سیبری شمالی تا بالکان و سیبری مرکزی تا آسیای مرکزی قرار دارند که اهمیّت آن‌ها برای اقلیم ایران به ترتیب، شاخص سیبری شمالی(F1)، اروپای غربی(F3)، آناتولی(F6)، آسیای مرکزی(f5) و سیبری مرکزی(F2) در فصل پاییز و در فصل زمستان شاخص‌های اقلیمی بر روی آسیای مرکزی(F5)، مدیترانهٔ غربی(F7)، خزر شمالی(F4)، سیبری مرکزی(F2) و مدیترانهٔ شرقی(F6) مستقر می‌باشند. این مراکز در نیمهٔ سرد سال همراه با آرایش خاص الگوهای جوی، اقلیم ایران را کنترل می‌کنند (علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ص. ۲۵۵). سری‌های زمانی هرکدام از این شاخص‌ها در تراز ۵۰۰ ه.پ. برای پاییز و زمستان، تغییرات را نشان می‌دهند (شکل ۲). نتایج نشان می‌دهد سری‌های زمانی شاخص‌های اقلیمی در سطوح بالای جوی تغییر معنی‌داری ندارد و تغییرات در سری‌های زمانی، نوسانات دوره‌ای و سالانه است. چنان‌که روند تغییرات سری‌ها در طول زمان ضعیف بوده و در اطراف میانگین نوسان دارند. شاخص‌های مهم اقلیم ایران در سطوح بالای جو، تغییری در طول دورهٔ مورد مطالعه نداشته‌اند. سری‌های زمانی شاخص‌های برای چند سال با الگوی فاز مثبت و چند سال دیگر با الگوی فاز منفی، شرایط اقلیمی سطح زمین

در مناطق مختلف ایران را تعیین می‌کنند. تغییرات شاخص سیبری شمالی در فصل پاییز، بعد از سال ۱۹۹۷ روند مثبت دارد و یا مرکز فعالیّت آسیای مرکزی که از ۱۹۹۵ روند افزایشی را نشان می دهد (شکل ۲).



شکل ۲- تغییرات شاخص‌های فصل پاییز در تراز ۵۰۰ ه.پ

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

در سطح زمین به ترتیب الگوهای مرکز فعالیّت سیبیری شمالی در فاز مثبت با تسلّط پرفشار جنب حاره، پایداری و افزایش دما و کاهش بارندگی فصل پاییز در ایران را موجب می‌شوند. در الگوی مثبت مرکز فعالیّت آسیای مرکزی با فراز بادهای غربی در ایران و ناوهٔ مدیترانهٔ مرکزی، تودهٔ هوا از بیابان آفریقا، شمال عربستان و عراق، موجب افزایش دما و گرد و غبار ایران شد. بعضی از سری‌های زمانی بعد از ۱۹۷۵ نوسان سالانهٔ بیشتری نسبت به دوره‌های قبل دارند، از جمله مرکز فعالیّت سیبری شمالی در فصل زمستان که نوسان سالانهٔ بیشتری نسبت به دورهٔ قبل و بدون روند داشته است. برعکس در دورهٔ فوق این نوسان در سری زمانی عامل اسکاندیناوی- سیبری مرکزی کاهش داشته و و نزدیک به میانگین است. شاخص آسیای مرکزی، مشابه سیبری شمالی، نوسان بیشتری در دهه‌های اخیر دارد که این شرایط تغییرات خاص آب و هوایی را در سطح زمین موجب می شود. در بین همهٔ سری‌های زمانی در فصل زمستان که روندی مشاهده نشد، شاخص آسیای مرکزی، روند ضعیف و غیرمعنی‌داری دارد. این تغییرپذیری سالانه در سری زمانی، اقلیم سطح زمین را متأثر می‌سازد. تغییرات سری زمانی تراز ۵۰۰ ه.پ. (سطح مبنا) در دو فصل پاییز و زمستان با مدل باکس جنکینز و براساس خودهمبستگی سری زمانی مدل‌سازی شد و مدل پیش-بینی مناسب تغییرات مشخّص شد.

۳. ۱. تغییرات زمانی شاخص‌ها

با توجّه به نقش شاخص‌های اقلیمی بر عناصر جوی و به منظور پیش‌بینی تغییرات در سری-های زمانی، تغییرات در هر سری زمانی در تراز ۵۰۰ ه.پ. برای دو فصل پاییز و زمستان مدل-سازی شد؛ بنابراین بعد از ایستایی سری زمانی هر شاخص، بهترین مدل از مدل‌های آریما به سری برازش داده شد. این مدل‌ها تغییرات سری‌ها در هر شاخص اقلیمی را در آینده پیش‌بینی می‌کنند. نتایج نشان می‌دهد، سری‌های زمانی شاخص‌های خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل نشان نمی‌دهند که تفاضل گیری مرتبهٔ اوّل در همهٔ سری‌ها انجام شده است. مرتبهٔ مدل در دو فصل پاییز و زمستان (جدول ۱) برای هر عامل تعین شد. جزئیات مراحل مدل‌سازی هرکدام از عوامل شامل چهار بخش: خودهمبستگی سری اوّلیه و خودهمبستگی جزئی سری اوّلیه، برازش سری زمانی مدل اتورگرسیو (خط سبز) با سری داده‌های اوّلیه (خط قرمز) و خودهمبستگی باقیمانده‌ها به منظور

صحت اعتبار مدل مشخّص شد (شکل ٤). در این شکل‌ها نام هر شاخص در بالا و بخش‌های مختلف هر مدل در کنار شکل برای فصل پاییز و زمستان مشخّص است، البتّه قابل ذکر است که در همهٔ سری‌های زمانی با توجّه به خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی سری زمانی اوّلیه، مدل‌های مختلف آریما آزمون شد و با توجّه به خودهمبستگی باقیمانده‌ها و مقدار معیار آکائیک (AIC) بهترین مدل انتخاب و به سری برازش داده شد. در ضمن در هر مدل عدد سمت چپ مرتبهٔ اتورگرسیو و عدد سمت راست مرتبهٔ تفاضل‌گیری را نشان می‌دهد (جدول ۱).



ادامهٔ شکل ۲- تغییرات شاخص های فصل زمستان در تراز ۵۰۰ ه.پ

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

جدول ۱- مدل پیش‌بینی تغییرات سری زمانی شاخص‌های جوی در دورهٔ سرد

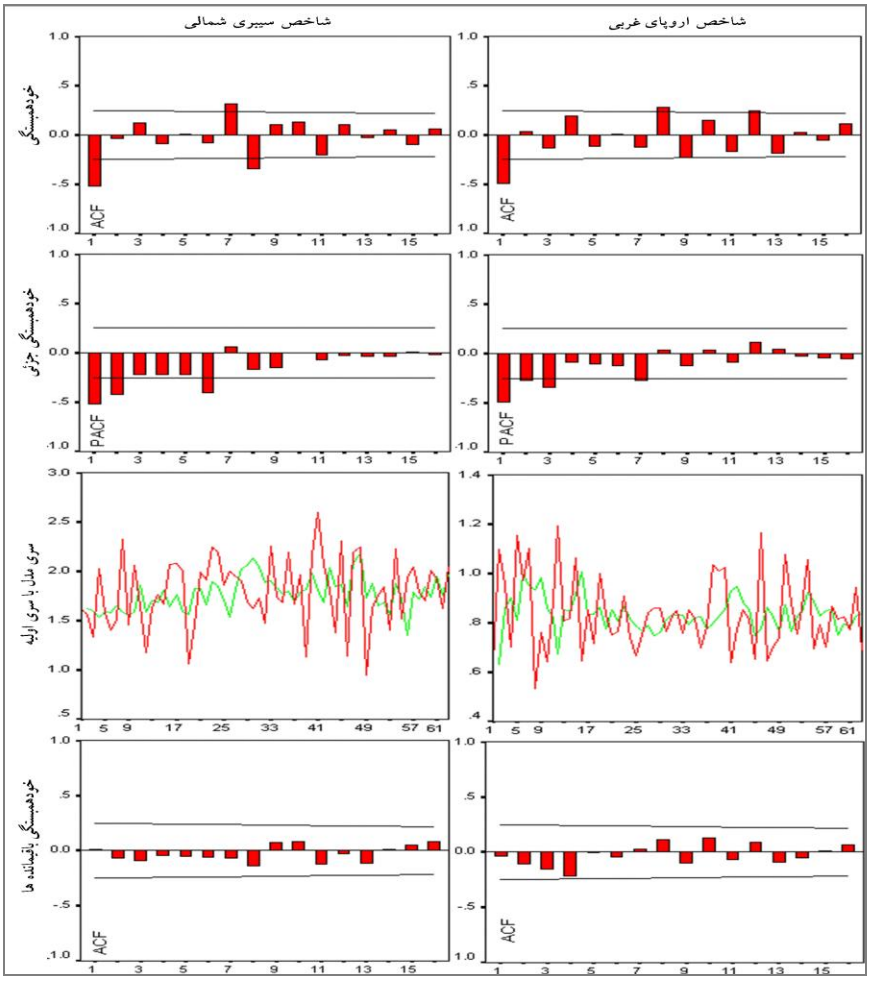
مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

شاخص	پاییز	
سیبری شمالی	AR(٦,١)	$X_t = -1.01\chi_{t-1} - 0.96\chi_{t-2} - 0.76\chi_{t-3} - 0.72\chi_{t-4} - 0.58\chi_{t-5} - 0.39\chi_{t-6} + Z_t$
اروپای غربی	AR(٣,١)	$X_t = -0.79\chi_{t-1} - 0.57\chi_{t-2} - 0.37\chi_{t-3} + Z_t$
آناتولی	AR(٥,١)	$X_t = -0.73\chi_{t-1} - 0.50\chi_{t-2} - 0.40\chi_{t-4} - 0.39\chi_{t-5} + Z_t$
آسیای مرکزی	AR(٢,١)	$X_t = -0.40\chi_{t-1} - 0.48\chi_{t-2} + Z_t$
اسکاندیناوی-سیبری مرکزی	AR(٥,١)	$X_t = -0.74\chi_{t-1} - 0.61\chi_{t-2} - 0.51\chi_{t-3} - 0.37\chi_{t-4} - 0.34\chi_{t-5} + Z_t$
	زمستان	
آسیای مرکزی	AR(٤,١)	$X_t = -0.94\chi_{t-1} - 0.59\chi_{t-2} - 0.47\chi_{t-3} - 0.39\chi_{t-4} + Z_t$
مدیترانه غربی	AR(٥,١)	$X_t = -0.57\chi_{t-1} - 0.45\chi_{t-2} - 0.51\chi_{t-3} - 0.51\chi_{t-4} - 0.47\chi_{t-5} + Z_t$
خزر شمالی- اروپای غربی	AR(٢,١)	$X_t = -0.58\chi_{t-1} - 0.33\chi_{t-2} + Z_t$
اسکاندیناوی-سیبری مرکزی	AR(٢,١)	$X_t = -0.60\chi_{t-1} - 0.29\chi_{t-2} + Z_t$
مدیترانه شرقی	AR(٢,١)	$X_t = -0.59\chi_{t-1} - 0.27\chi_{t-2} + Z_t$

۳. ۲. پاییز

سری‌های زمانی شاخص‌ها در دو فصل پاییز (شکل۳ و ٤) و زمستان با مدل اتورگرسیو(AR) بهترین برازش و صحّت اعتبار را نشان می‌دهند و این مدل بهترین پیش‌بینی‌کنندهٔ تغییرات در سری‌های زمانی است. چنان‌که سری‌های زمانی خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل منفی داشته که این نوسان سالانهٔ تغییرات (تغییر سال به سال) را نشان می‌دهد، البتّه مرتبهٔ مدل اتورگرسیو در هرکدام از سری‌های زمانی متفاوت است. همچنین در همهٔ مدل‌ها مرتبهٔ تفاضل‌گیری یک (d=1) به سری وارد شد. مدل پیش‌بینی سری زمانی شاخص سیبری شمالی، اتورگرسیو مرتبهٔ ششم (AR(٦,١ را نشان می‌دهد و خودهمبستگی سری در مرتبهٔ یک، هفت و هشت از محدودهٔ معنی‌داری خارج است، در حالی که خودهمبستگی جزئی بلافاصله بعد از مرتبهٔ شش به صفر کاهش می‌یابد. همچنین نامعنی‌دار بودن خودهمبستگی باقیمانده‌ها و سری برازش‌شده، صحّت و اعتبار مدل را تأیید می‌کند. پیش‌بینی سری زمانی شاخص اروپای غربی با مدل اتورگرسیو مرتبهٔ سوم (AR(٣,١ انطباق داشته و سری زمانی این شاخص، خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل را نشان می‌دهد، امّا خودهمبستگی جزئی از مرتبهٔ یک، دو، سه و هفت از محدودهٔ معنی‌داری خارج شده

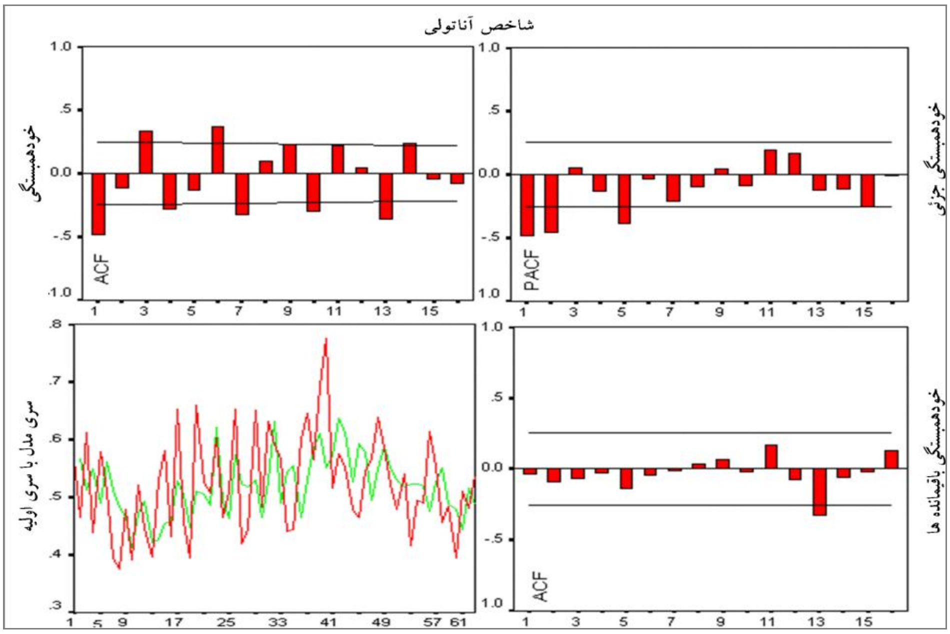
است. در این سری همچنین اعتبار مدل با روش قبل مشخّص شد. سری زمانی شاخص آسیای مرکزی در فصل پاییز بهترین برازش را با مدل اتورگرسیو مرتبهٔ دوم (۲،۱)AR و با این مدل از بین مدل‌های آریما بهترین برازش را دارد. ضرایب مدل به ترتیب $\varphi_1 =$ ۰/۴۰- و $\varphi_2 =$ ۰/۴۸- است. پارامترهای مدل اتورگرسیو سری زمانی شاخص مدیترانهٔ غربی به ترتیب ضریب مرتبهٔ اوّل و دوم $\varphi_1 =$ ۰/۸۴- و ۰/۴۳- $= \varphi_2$ است.



شکل ۳- بخش‌های مختلف مدل برای شاخص‌های مهم فصل پاییز

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹۴

سری زمانی شاخص آناتولی با مدل اتورگرسیو مرتبهٔ ششم بهترین برازش را نشان می‌دهد. مدل این سری در مرتبهٔ سوم احتمال بالاتر از ۰/۰۵ با مقدار۰/۱۱ و مقدار t کمتر از ۲ (۱/٦-) را نشان می‌دهد که این مرتبه غیرمعنی‌دار است و در مدل قرار نمی‌گیرد، در حالی که ضریب(φ) مرتبهٔ ۱،۲،٤و۵ به ترتیب ۰/۷۳- ،۰/۵۰- ، ۰/٤۰- و ۰/۳۹- در مدل است. جزئیات این مدل، صحّت و اعتبار آن را تأیید می‌کند. همچنین سری زمانی شاخص در طول دورهٔ مطالعه و سری زمانی پیش‌بینی‌شده توسّط مدل بهترین برازش و هم‌خوانی را با یکدیگر دارند. این مدل می‌تواند تغییرات سری زمانی شاخص‌های سیبری شمالی، اروپای غربی و آناتولی را در آینده پیش‌بینی کنند.



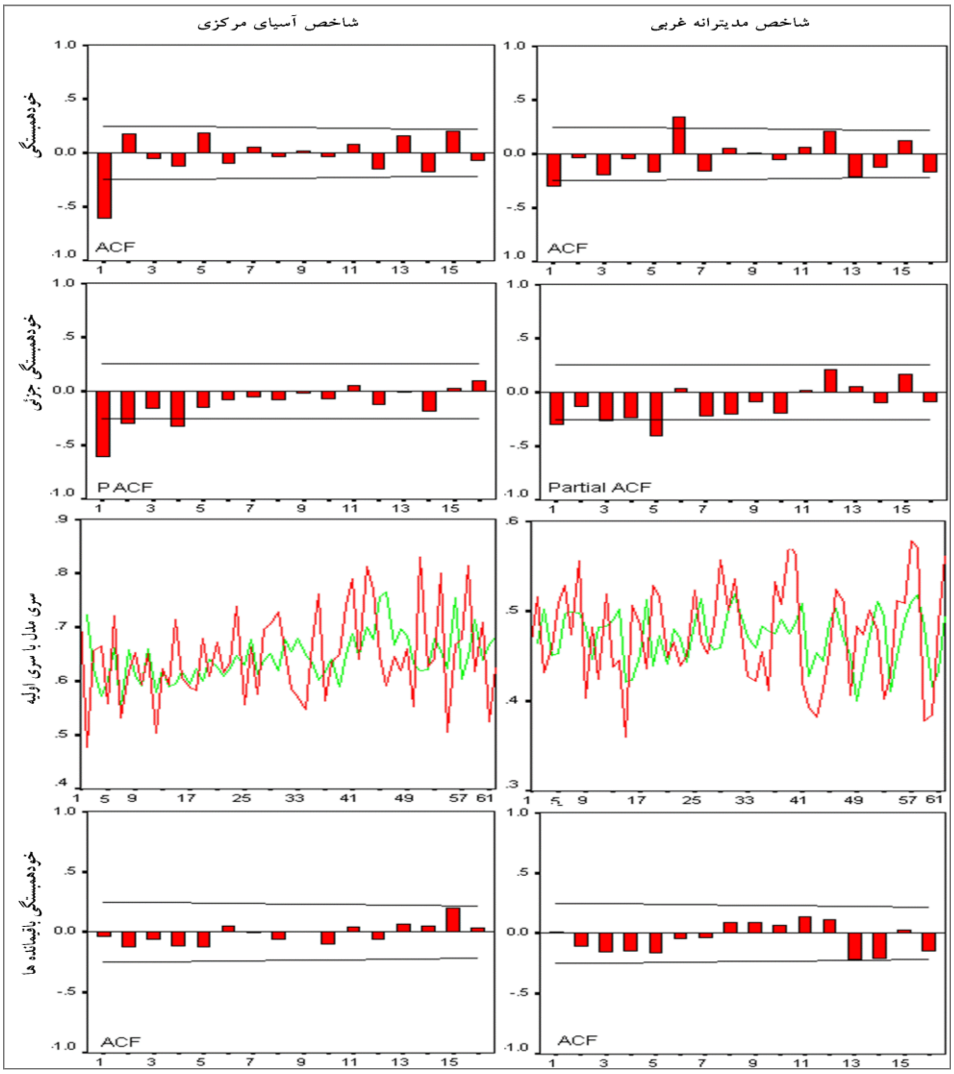
شکل ٤- بخش‌های مختلف مدل برای شاخص مهم فصل پاییز

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

۳. ۳. زمستان

سری‌های زمانی شاخص‌های زمستان (شکل۵ و ٦) با مدل اتورگرسیو بهترین برازش را نشان می‌دهند. از آن جمله، سری زمانی شاخص سیبری شمالی که مدل اتورگرسیو مرتبهٔ چهار

AR(٤,١) از بین مدل های آریما بهترین برازش را با آن دارد. خودهمبستگی جزئی این سری بعد از مرتبهٔ چهار بلافاصله به صفر می‌رسد و در مرتبهٔ سوم مدل احتمال آن بیشتر از ۰/۰۵ (۰/۳۱) و مقدار آمارهٔ t کمتر از ۲ (۱/۰۱-) است که غیر معنی‌دار بودن این مرتبه در مدل را نشان می‌دهد. این مدل دارای سه مرتبه و ضریب به ترتیب φ_{t-1}= -۰/٤٢، φ_{t-2} = -۰/۵۸ و φ_{t-4} = -۰/٤٢ است. اتورگرسیو مرتبهٔ دو AR(2) برای عمدهٔ سری‌های زمانی فصل زمستان بهترین مدل برازشی به سری‌های زمانی است و برای پیش‌بینی آیندهٔ سری‌های زمانی شاخص-ها از بین مدل‌های آریما، بهترین مدل می باشند. چنان‌که خودهمبستگی سری زمانی شاخص اسکاندیناوی- سیبری مرکزی در مرتبهٔ دوم مدل اتورگرسیو معنی‌دار می‌باشند. همچنین مدل بهینهٔ سری زمانی شاخص بالکان، اتورگرسیو مرتبهٔ دوم تشخیص داده شد. سری زمانی شاخص بالکان در مرتبهٔ اوّل خودهمبستگی بالایی نشان می‌دهد. ضرایب مدل به ترتیب برای شاخص بالکان، φ_{t-1}= -۰/٦٣ و φ_{t-2} = -۰/۳۵ است که سری برازش یافته و خودهمبستگی باقیمانده‌ها، صحّت و اعتبار مدل را نشان می‌دهد. ضرایب مدل اتورگرسیو مرتبهٔ دوم در سری زمانی شاخص خزر شمالی به ترتیب برای مرتبهٔ اوّل و دوم مدل ۰/۵۸-= φ_{t-1}و۰/۳۳- = φ_{t-2} می باشند و استقلال خودهمبستگی‌ها صحّت و اعتبار مدل را تأیید می‌کند. سری زمانی شاخص آسیای مرکزی نیز با مدل اتورگرسیو مرتبهٔ چهار AR(٤,١) بهترین برازش را دارد. این سری زمانی خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل را داشته و بعد آن به صفر میل می‌کند. این نشان می‌دهد که متوسّط ارتفاع شاخص در هر سال با سال قبل خودش همبستگی بالایی دارد، امّا در خودهمبستگی جزئی بعد از مرتبهٔ ٤ به خط صفر می‌رسد. همچنین غیرمعنی‌داری خودهمبستگی باقیمانده‌ها و مدل برازش‌یافته به سری به خوبی اعتبار مدل را تأیید می‌کند. در ضمن ضرایب مدل در هر چهار مرتبه معنی‌دار است و مقادیر آمارهٔ t از ۲ بالاتر است.

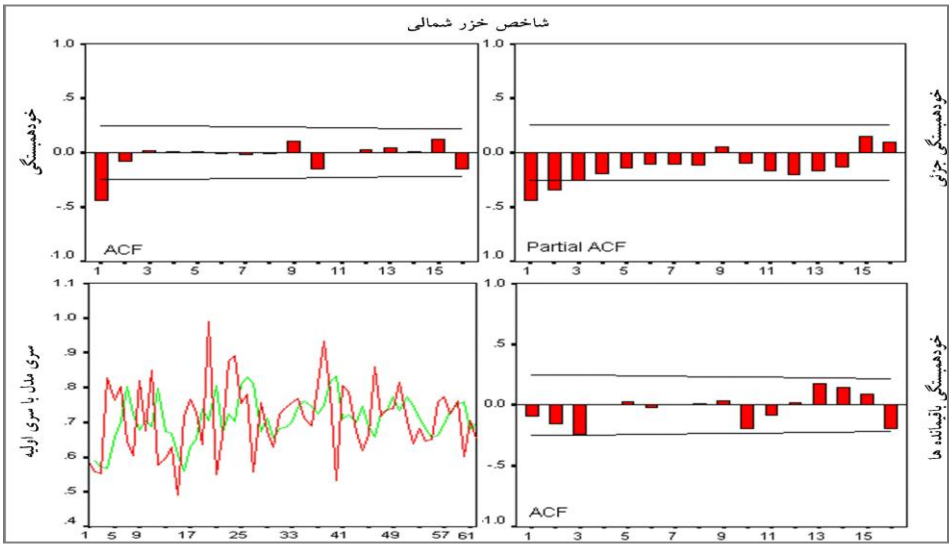


شکل ۵- بخش‌های مختلف مدل برای شاخص‌های مهم فصل زمستان

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

بهترین مدل برای سری زمانی شاخص مدیترانهٔ شرقی، مدل اتورگرسیو مرتبهٔ دوم است. خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل سری مشهود بوده و خودهمبستگی جزئی بعد مرتبهٔ دوم غیرمعنی‌دار و به صفر نزدیک می‌شود. ضرایب مدل به ترتیب برای مرتبهٔ اوّل و دوم $\varphi_{t-1}=$ −۰/۵۹ و $\varphi_{t-2}=$ −۰/۲۷ است. در

این مدل، استقلال باقی‌مانده‌ها و مدل برازش‌یافته به سری اوّلیه، اعتبار مدل را نشان می‌دهند. در ادامه سری زمانی شاخص مدیترانهٔ غربی (شکل ۵) با اتورگرسیو مرتبهٔ پنج، بهترین آزمون برازش را داشته و در این سری زمانی، غیر از خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل، مرتبهٔ ششم نیز معنی‌دار است، درحالی که خودهمبستگی جزئی سری زمانی بعد مرتبهٔ ۵ به خط صفر ختم می‌شود. در مرتبه‌های دیگر معنی‌داری در سری مشاهده نمی‌شود. ضرایب مدل این سری در هر پنج مرتبه معنی‌دار هستند. همچنین ناهمبسته‌بودن باقیمانده‌ها و مدل برازش‌یافته به سری اوّلیهٔ مدل را تأیید می‌کند. در بین مدل‌های آریما، مدل اتورگرسیو چه با مرتبهٔ بالا یا پایین، بهترین برازش را به سری‌های زمانی شاخص‌ها دارد؛ بنابراین بهترین مدل از بین مدل‌های آریما برای پیش‌بینی تغییرات در سری زمانی شاخص‌های اقلیمی زمستان، شاخص آسیای مرکزی (شکل۵)، مدیترانهٔ غربی و خزر شمالی (شکل ٦)، مدل اتورگرسیو است و سری‌های زمانی شاخص‌ها و سری زمانی پیش‌بینی‌شدهٔ مدل با همدیگر انطباق دارند. این مدل در مورد بقیهٔ پارامترهای اقلیمی نیز به‌عنوان مدل مناسب از بین مدل‌های باکس جنکینز تشخیص داده شد (یونکاسویک[1] و توسیک، ۲۰۰۹، ص. ۱۷).



شکل ٦- بخش های مختلف مدل برای شاخص مهم فصل زمستان

مأخذ: نگارنده، ۱۳۹٤

1. Unkasevic & Tosic

٤. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

شاخص‌های اقلیمی دورهٔ سرد ایران از غرب به شرق به ترتیب در اروپای غربی تا مدیترانهٔ غربی، روسیهٔ غربی تا شرق مدیترانه و سیبری مرکزی تا آسیای مرکزی استقرار دارند. این نشان می‌دهد، الگوی بادهای غربی در سطوح میانی جو در این مناطق تکرار شده و این مراکز منطبق بر محلّ فراوانی محور ناوه، پشته، سردچال و موانع در آرایش بادهای غربی می‌باشند. شاخص‌های اقلیمی در سطوح میانی جو با پایداری و ناپایداری جو و حرکت توده‌های هوا، شرایط اقلیمی محدوده‌های اطراف خود را کنترل می‌کنند. سری‌های زمانی این شاخص‌ها در طول دورهٔ مطالعه (٦٣ سال) در فصل پاییز و زمستان تغییر مثبت و یا منفی معنی‌داری ندارند. رفتار زمانی این شاخص‌ها، تغییرات سالانه و دوره‌ای با چند سال افزایش (دورهٔ مثبت شاخص) و چند سال کاهش (دورهٔ منفی شاخص) در اطراف میانگین است که این نشان‌دهندهٔ نوسان در شاخص‌های اقلیمی ایران است.. همچنین خودهمبستگی مرتبهٔ اوّل منفی در همهٔ سری‌های زمانی، تغییرات سالانه (سال به سال) شاخص‌ها را تأیید می‌کند. این موافق با نتایج تحقیقات گذشته در مناطق دیگر کرهٔ زمین است، از آن جمله: تغییرغیرمعنی‌دار کانون‌های کنترل‌کنندهٔ اقلیم در خاورمیانه، الگوی دریای خزر (منطبق بر موقعیّت شاخص خزر شمالی- اروپای غربی در این مطالعه)، مدیترانهٔ شرقی، شاخص نوسان مدیترانه در تراز ۵۰۰ ه.پ. (دونکلوه و جاکوبیت[1]، ۲۰۰۳، ص. ۱۸٤۳ و هاتزاکی، فلوکاس، آسیماکپلوس، جیاناکپلوس، ۲۰۰۷، ص. ۷۲۷)، نبود روند معنی‌دار تیپ‌های فشار در تراز ۵۰۰ ه.پ. اروپا و اطلس شمالی (کاستی، ۲۰۰۷، ص. ۷۹۱)، تغییر غیرمعنی‌دار الگوهای فشار تراز ۵۰۰ ه.پ. ایران (رضیی، عزیزی، محمّدی و خوش اخلاق، ۱۳۸۹، ص. ۱۷). چنان‌که مدل‌های باکس جنکینز، این تغییرات دوره‌ای و نوسان را در هر کدام از سری‌های زمانی نشان داده و عدم وجود روند جهت‌دار و معنی‌دار در این سری‌های را تأیید می‌کند. تغییرات و نوسان‌های هرکدام از سری‌های زمانی شاخص‌های اقلیمی ایران با مدل اتورکرسیو (AR) بهترین برازش را دارند. این مدل با مرتبه‌های متفاوت در هر سری شاخص، تغییرات سری در آینده را می‌تواند پیش‌بینی کند و سری‌های مدل و شاخص با

1. Dunkeloh & Jacobeit

یکدیگر بیشترین انطباق و هماهنگی را دارند. سری‌های زمانی شاخص‌های مهم اقلیمی پاییز، شاخص سیبری شمالی با اتورگسیو مرتبهٔ ششم AR(٦,۱) ، اروپای غربی AR(۳,۱) و بالکان AR(٥,۱) پیش‌بینی می‌شوند. این شاخص‌ها در زمستان، شاخص آسیای مرکزی، مدیترانهٔ غربی و خزر شمالی-اروپای غربی به ترتیب با اتورگرسیو مرتبهٔ چهارم AR(٤,۱) ، AR(٥,۱) ، AR(۲,۱) قابل پیش-بینی می‌باشند و با این مدل‌ها بیشترین هماهنگی را دارند. شاخص‌های اقلیمی مؤثر بر اقلیم ایران در سطوح میانی جو (ارتفاع٦۰۰۰-٥۰۰۰ متر از سطح) تغییر زمانی نداشته و الگوهای جوی مرتبط با اقلیم در ایران روند معنی‌داری ندارند. طبیتاً تغییر متغییرهای سطحی در مناطق مختلف جهان و ایران، پیامد عوامل سطحی، تغییر کاربری‌ها، جزایر حرارتی و گرمایش سطحی در شهرها است که این در تحقیقات ایران و مناطق دیگر جهان نیز تأیید شد (عزیزی و شمسی-پور، ۱۳۸۷، ص. ۱۹). امروزه با افزایش جمعیّت و توسعهٔ شهرها، ناهنجاری‌های اقلیم سطحی افزایش دارد. از آن جمله، تغییرات اقلیم سطح زمین ناشی از افزایش جمعیّت و رشد شهر-نشینی در اروپا (هوث، ۲۰۰۱، ص. ۱۳۵)، افزایش دمای روزانه با رشد ۰/۲۷ درجه سلسیوس در دهه، پیامد رشد سریع شهرها و گازهای گلخانه‌ای در چین (یو و همکاران، ۲۰۰۹، ص. ۲۳۹۹) است. امروزه با توجّه به رشد شهرنشینی، افزایش جمعیّت، آلودگی‌ها و پدیدهٔ جزایر حرارتی شهرها، پارامترهای اقلیمی از جمله دما، رطوبت و بارش تغییر می‌کنند (لی و همکاران، ۲۰۰۹، ص. ٤٦۹). همچنین تغییرات تابش در شهرها مرتبط با آلاینده‌های شهری، تغییر نوع ریزش‌ها، خرد اقلیم شهر نسبت حومه و اعتدال زمستان اروپا در اوایل دههٔ ۱۹۹۰ به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای (کاپلا، ماچن و فلون[1]، ۱۹۹۸، ص. ۲٦) است. همهٔ این شواهد نشان می‌دهد، تغییرات اقلیم سطح زمین و افزایش سریع دما، ناشی از فعالیّت‌های انسانی در قرن اخیر است که این در ایران نیز وجود دارد. در دهه‌های اخیر در ایران نیز با افزایش جمعیّت، شهرنشینی، تغییرات اقلیم سطحی و تغییر کاربری اراضی به نفع ساخت و ساز مشهود است. ایران کشوری است در حال توسعه و پیامدهای منفی ناشی از تکنولوژی، فشار بر محیط است؛ بنابراین مطالعهٔ تغییر اقلیم سطحی با استفاده از مدل‌های مختلف و شناخت

1. Kapala, Machel & Flohn

رفتار مکانی و زمانی این پدیده در کل ایران پیشنهاد می‌شود. امروزه مدل‌ها با ادامهٔ این شرایط در کل جهان، افزایش دمای کرهٔ زمین را پیش‌بینی کرده و طبیعتاً ناهنجاری‌های هوا و اقلیم در ایران نیز پیامد آن است. ضروری است تا با پیش‌بینی اقلیمی با سناریوهای مختلف جهانی، مدیریت ریسک و بحران برای کاهش پیامد ناهنجاری‌ها انجام شود.

کتاب‌نامه

۱. رضیبیی، ط.، عزیزی، ق.، محمّدی، ح.، خوش اخلاق، ف. (۱۳۸۹). الگوهای روزانهٔ گردش جو زمستانهٔ تراز ۵۰۰ ه.پ. بر روی ایران و خاورمیانه. *پژوهش‌های جغرافیایی*، *٤٢*(٧٤)، ص ٣٤-١٧.

۲. جهانبخش اصل، س.، ترابی، س. (۱۳۸۳). بررسی و پیش‌بینی تغییرات دما و بارش در ایران. *تحقیقات جغرافیایی*، *۱۹*(۳، پیاپی ٧٤)، ١٢٥-١٠٤.

۳. علیجانی، ب. (۱۳۸۵). *اقلیم شناسی سینوپتیک*. چاپ دوم. تهران: انتشارات سمت.

٤. علیجانی، ب.، دوستان، ر. (۱۳۹۱). شناسایی کانون‌های کنترل‌کنندهٔ اقلیم ایران و الگوهای فشار مربوط در تراز ۵۰۰ ه.پ. جو ایران در دورهٔ سرد سال. *جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای*. *۱۰*(۱۹)، ٢٧٩-٢٥٥.

۵. عساکره، ح. (۱۳۸۸). الگوسازی ARIMA برای میانگین سالانهٔ دمای شهر تبریز. *مجلهٔ تحقیقات جغرافیایی*، *٢٤* (۲، پیاپی**۹۳**) ، ٢٤-٣.

٦. عزیزی، ق.، شمسی‌پور، ع. ا.، یار احمدی، د. (۱۳۸۷). بازیابی تغییر اقلیم در نیمهٔ غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چندمتغیره. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، *٤٠*(٦٦)، ٣٥-١٩.

7. Al-Awadhi, S., & Jolliffe, I. (1998). Time series modelling of surface pressure data. *International Journal of Climatology*, *18*(4), 443-455.
8. Alpert, P., Osetinsky, I., Zivb, B., & Shafir, H. (2004). Semi-objective classification for daily synoptic systems: application for eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology*, *24*(8), 1001–1011.
9. Ben-Gal, T., Bitan, A., Manes, A., & Alpert, P. (2001). Climate variations in the moisture and instability patterns of the atmospheric boundary layer on the East Mediterranean coastal plain of Israel. *Boundary-Layer Meteorology*, *100* (2), 363-371.

10. Bardin, M. Y. (2007). Anti-cyclonic quasi-stationary circulation and its effect on air temperature anomalies and extremes over Western Russia. *Russian Meteorology and Hydrology, 32*(2), 75-84.
11. Blackmon, M. L., Lee, Y. H., Wallace, J. M., & Hsu, H. H. (1984). Time variation of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. Journal of the Atmospheric Science, *41*(6), 981-991.
12. Casty, C., Raible, C. C., Stocker,T. F.,Wanner, H., & Luterbacher, J. (2007). A European pattern climatology 1766–2000. *Climatic Dynamics, 29*(7-8), 791-805.
13. Ding, R., Li, J., Wang, S., & Ren, F. (2005). Decadal change of the spring dust storm in northwest China and the associated atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, *32*(2), 1-4.
14. Demuzere, M., Werner, M., Van Lipzig, N. P. M., & Roeckner, E. (2009). An analysis of present and future ECHAM5 pressure fields using a classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology, 29*(12), 1796-1810.
15. Dunkeloh, A., & Jacobeit, J. (2003). Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-1998. *International Journal of Climatology*, *23*(15), 1843-1866.
16. Gan, T. Y. (1995) .A time series model for estimating the weakly winter maximum temperature of Northwest territories. *Journal and Applies Meteorology*, *34*(4), 847-860.
17. Hatzaki, M., Flocas, H. A., Asimakopoulos, D. N., & Maheras, P. (2007). The eastern Mediterranean teleconnection pattern: Identification and definition. *International Journal of Climatology*, 27(6), 727-737.
18. Huth, R. (2001). Disaggregating climate trends by classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology, 21*(2), 135-153.
19. Kysely, J., & Huth, R. (2006). Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theoretical and Applied Climatol*ogy, *85*(1-2), 19–36.
20. Katz, R., & Skaggs, R. H. (1981). On the use of autoregressive-moving average processes to model meteorological time series. *Monthly Weather Review*, *109*(3), 479-484.
21. Kapala, A., Machel, H., & Flohn, H. (1998). Behavior of the centers of action above the Atlantic since 1881: Associations with regional climate anomalies. *International Journal of Climatology*, *18*(1), 26-36.

22. Li, Q., Li, W., Si, P., Xiaorong, G., Dong, W., Jones, P., … & Cao, L. (in press). Assessment of surface air warming in northeast China, with emphasis on the impacts of urbanization *Theoretical and Applied Climatology*.
23. Lolis, C. J. (2007). Climatic features of atmospheric stability in the Mediterranean region (1948–2006): Spatial modes, inter-monthly and inter-annual variability. *Meteorological Applied*, *14*(4), 361-379.
24. Liete, S. M., & Peixoto, J. P. (1996). The autoregressive model of climatologically time series. *International Journal of Climatology*, *16,* 1165-1173.
25. Mote, T. L. (1998). Mid-tropospheric circulation and surface melt on the Greenland ice sheet part 1: Atmospheric teleconnections. *International Journal of Climatology*, *18*(2), 111-129.
26. Nieto, R., Gimen, L., De la Torre, L., Ribera, P., Barriopedr, D., Garc-Herrera, R., … & Lorente, J. (2007). Interannual variability of cut-off low systems over the European sector: The role of blocking and the Northern Hemisphere circulation modes. *Meteorological and Atmospheric Physics*, *96*(1), 85-101.
27. Ostermeier, G. M., & Wallace, J. M. (2003). Trends in the north Atlantic oscillation northern hemisphere annular mode during the twentieth century. *Journal of Climate*, *16*(2), 336-341.
28. Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M., Hannachi, A. W., & Stephenson, D. B. (2005). Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action. *Journal of Climate*, *18*(9), 1411-1422.
29. Rauthe, M., Hense, A., & Paeth, H. (2004). A model inter comparison study of climate change–signals in extra tropical circulation. *International Journal of Climatology*, *24*(5), 643–662.
30. Reiter, E. R., & Weshoff, D. R. (1981). Linear trend in northern hemisphere troposphere geo-potential height and temperature patterns. *Journal of Atmospheric Science, 39*, 528-541.
31. Romilly, P. (2005). Time series modeling of global mean temperature for managerial decision-making. *Journal of Environmental Management*, *76*(1), 61-70.
32. Renwick, J. A. (2004). Trends in the Southern Hemisphere polar vortex in NCEP and ECMWF reanalysis. *Geophysical research letters*, *31*(7), 1-4.

33. Serreze, M. C., Walsh, F. S., Capin, J. E., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., … & Barry, R. G. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, *46*(1-2), 159–207.
34. Trenberth, K. E. (1979). Interannual variability of 500 mb zonal mean flow in the southern hemisphere. *Monthly Weather Review, 107*(11), 1515-1524.
35. Unkasevic, M., & Tosic, I. (2009). An analysis of heat waves in Serbia. *Global and Planetary Change*, *65*(1), 17-26.
36. Woodward, W. A, & Gray, H. L. (1993). Global warming and the problem of testing for trend in time series data. *Journal of Climate*, *6*(5), 953-962.
37. Wu, R. (2002). A mid-latitude Asian circulation anomaly pattern boreal summer and its connection with the Indian and east Asian summer monsoons. *International Journal of Climatology*, *22*(15), 1879-1895.
38. Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkard, R., Partikas, A., & Maheras, P. (2000). Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Climate Research*, *14*(2), 129-146.
39. Yarnal, B (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis:* A primer. London: Belhaven Press.
40. You, Q., Kang, S., Aguilar, E., Pepin, N., Flügel, W. A., Yan, Y., … & Huang, J. (2009). Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003. *Climate Dynamic*, *36*(11-12), 2399-2417.
41. Zhang, C., Zhang, Q., Wang, Y., & Liang, X. (2008). Climatology of warm season cold vortices in East Asia: 1979–2005. *Meteorological and Atmospheric Physics, 100*(1-4), 291-301.